

近地面全天空太陽輻射通量 受雲影響分析與參數化的研究

柳中明

沈秀蓉

馮欽賜

台灣大學大氣科學系

中央氣象局衛星站

中央氣象局資訊中心

(中華民國七十九年二月二十八日收稿；七十九年三月十一日定稿)

摘 要

本文企圖研究雲對太陽輻射的影響情形，及分析中央氣象局1982-1987年近地面全天空太陽輻射通量資料。結果發現雲的削減效應遠大於其它氣體或懸浮微粒的作用。在相同的雲量下，地面輻射量隨著太陽仰角增加而增加，也隨著地面日照率增加而增加。在相同的太陽仰角和日照率下，地面輻射量隨著雲量增加而減少。本文進而詳細分析各類雲的效應，發現當太陽在天頂時，積雨雲之削減率為41-77%，層雲為41-60%，積雲為46-65%，層積雲為65-74%；此些結果與國外研究相似。本文並同時發展參數方程式，其在晴空下誤差均方根為 $3.16 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ ，在雲下為 $6.9 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ ，亦與國外分析相符。誤差主要源自：太陽可能位於雲頂或雲隙，或近地面雲量與日照率具測量誤差等。不過這些誤差，在月平均下顯著減小至約 $2.17 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ 。

關鍵詞：雲，太陽輻射，參數方程式。

一、前 言

太陽短波輻射與行星長波輻射對長期氣候影響甚鉅。而對流層內，最能調衡輻射傳遞過程者，乃是「雲」。雲在全球約佔50%的天空。由於雲能吸收、反射太陽短波，且放射長波，因此其所反射、吸收或放射能量的大小，除直接影響雲下輻射傳遞外，更對大尺度環流有明顯的影響(Liou and Zheng, 1984)。過去一、二十年中，全球的數值模式已漸漸重視雲對中長期氣候的影響，如國際衛星雲氣候實驗計劃(ISCCP)便著重於研究瞭解大氣中雲在全球氣候及地球輻射收支上所扮演的角色(Schiffer and Rossow, 1983, 1985)。

雲在輻射上對短波的作用最主要的是行星反射效應(albedo effect)，此效應能減少穿透至地面的太陽能量，應使地表氣溫下降，但由近二十年的氣候研究顯示，地表的氣溫卻呈緩慢上升(Kelly et al., 1984)。經Ramanathan (1988)的探討，認為雲和輻射傳遞間存在一相互影響的回饋作用：雲的存在除了對短波有行星反射效應外，對長波輻射還具有溫室效應(greenhouse effect)，會使地表溫度上升，而人類活動造成大氣中二氧化碳含量的增加，也會加強大氣的溫室效應。若長期使得地表溫度上升，此結果除了會造成極區海冰溶解、海面上升外，還會造成水面的蒸發以增加大氣中的水汽和雲的形成，而增加的水汽和雲又再影響到對流層的長、短波

輻射傳遞。

雲對輻射的影響，間接也會激發天氣的變化，例如Carpenter (1982) 曾利用一數值模式來說明積雲的雲影會使得地面因加热的不同，而產生顯著的中尺度上升運動，以形成活躍的雷雨胞。Wong et al. (1983) 利用一區域模式來證明如果模式中忽略了雲對長、短波輻射通量的影響，則降水和氣壓場會產生很大的誤差。

有關雲對太陽短波輻射的影響，在定性上，Sasamori (1972) 曾推論當雲出現時，它們對短波的效應主要是減少雲下太陽輻射的穿透量，由於雲內雨滴和雲冰具有相當高的反照率，而使得部分太陽輻射被反射回太空。而且雲內雲滴、雨滴和懸浮微粒間，因米氏散射效應加強所造成的多重散射，會使其路徑增加，而更增加了短波的吸收量。所以雲的存在對太陽輻射明顯地加強了行星反射率，減少大氣穿透率，並同時增加大氣吸收率，使得雲附近有增溫作用，而穿至地面的太陽能量有顯著的減少(柳和歐, 1988)。至於在定量上，Dave和Canosa (1974) 曾利用輻射傳遞方程來計算雲對太陽輻射的影響，但計算相當費時且僅限於一層雲。Stephens (1978)、Liou和Wittman (1979) 由模擬結果提出雲對入射太陽輻射反射、吸收和穿透率的計算參數式，其為雲型、太陽天頂角和雲柱含水量的函數。當雲柱含水量愈多，雲的反射、吸收率愈大而穿透率愈小。

本文期望經由分析一般的傳統地面觀測和太陽能觀測資料，與晴空無雲影響假設下估計的近地面全天空輻射通量做分析比較，以定義雲存在時雲對全天空輻射的削弱率，來瞭解各低雲類對太陽輻射的定量影響，並建立一計算近地面逐時全天空輻射通量的參數方程，同時討論此參數方程的適用性和誤差來源，以便未來應用於台灣地區，分析雲影響太陽輻射的年際變化特徵。

基本上，太陽輻射經大氣層到達地面，被削弱(包括吸收和散射)的多寡，主要受其間介質的影響(如平流層的臭氧、對流層的水汽、二氧化碳懸浮微粒和雲等)。理論上若採用光譜單線或頻段計算法(line by line or band by band) 對整個大氣的高度積分來計算到達地面的太陽能量，是非常複雜的，原因在積分太陽光譜及模擬其間的雲物理過程極為費時。因此，若能採寬帶計算法(broad-band) 對

短波輻射予以物理參數化，在建立數值預測或氣候模式上，可節省許多時間，如Lacis和Hansen (1974)、Paltridge和Platt (1976)、Atwater和Bail (1978, 1981) 所提的方法。

到達地面的全天空輻射通量參數化方程，在雲存在時，須考慮雲的透射率；而雲的透射率因雲類、雲厚、雲滴分佈、雲粒大小及雲柱含水量而變，雖可由這些雲微物理量對雲的透射率做參數化(Stephens, 1978; Liou and Wittman, 1979)。但是傳統地面觀測資料中，並沒有這些雲微物理量，因而從事氣候研究者(Ångström, 1924; Budyko, 1963; Dobson and Smith, 1988) 嚐試著由觀測上易得到的日照時數或雲量來估計雲影響下的地面太陽能量。就長期而言，雲量愈少，日照時數愈長時，入射至地面的太陽能量也會愈大，所以基本上近地面的全天空輻射通量可由日照率和雲量來估計。

本文以下希望經由分析地面的觀測資料，以瞭解各雲類對全天空太陽輻射的定量影響，並建立一計算近地面逐時全天空輻射量的參數方程。第2節內首先發展基礎方程式，以估計晴空下的近地面逐時全天空輻射通量。此寬帶輻射通量乃採Lacis和Hansen (1974) 的參數式，並用馮等(1989) 的經驗式，做垂直分佈修正及懸浮微粒修正。第3節選全省1180個晴天個案驗證第2節參數式的適用性，並分析近地面全天空輻射通量和雲量、日照率和太陽仰角是否相關。第4節在雲量和日照率分級下，探討各雲類對全天空輻射的影響。第5節建立有雲時的近地面逐時全天空輻射通量的參數方程，並分析其適用性與瞭解其誤差的來源。

二、晴空下近地面逐時全天空輻射通量的估計

本節先發展一個晴空下的參數方程式。如此，在有雲時，使用此方程式所估計的全天空輻射通量，一定較實測值為大，其差距即代表雲的影響程度。

晴空下，大氣中最主要吸收太陽輻射波段的氣體是對流層內的水汽和平流層內的臭氧。Lacis和Hansen (1974) 在假設晴空且無懸浮微粒的影響下，將太陽能量分為兩部份。波長大於 $0.9 \mu\text{m}$ 以上的是

水汽吸收波段；而波長小於 $0.9 \mu\text{m}$ 以下，僅為臭氧吸收和雷氏(Rayleigh) 散射效應。兩部份所佔太陽能量，分別為0.353 和0.647。因此提出到達地面的全天空輻射通量參數式如下：

$$F_{g1} = I_0 \times \left[(0.353 - Aw) + \frac{0.647 - Rr - A_{o3}}{1 - Rg\dot{R}r} \right] \quad (1)$$

其中， F_{g1} 為估計晴空無懸浮微粒影響下，近地面的全天空輻射通量； I_0 為太陽輻射在大氣層頂的入射量； Aw 、 A_{o3} 分別為水汽和臭氧的寬帶吸收率； Rr 為大氣雷氏散射效應將太陽能量散射回太空的反射率； Rg 為地表反照率（ ~ 0.1 ）； $\dot{R}r$ 為 Rr 對整個天頂角的積分平均值（ ~ 0.0685 ），這兩者的組合 $(1 - Rg\dot{R}r)^{-1}$ 代表近地面太陽輻射的多重散射效應 (Liou, 1980)。此外，

$$I_0 = S_0 \times \cos Z \times f \quad (2)$$

其中 S_0 為太陽常數（ $\sim 1.962 \text{ cal/cm}^2\text{-min}$; Fröhlich, 1987）； Z 為太陽天頂角； f 為距離因子，依據 Duffie 和 Beckman (1980) 的經驗式

$$f = 1 + 0.33 \cos(2\pi N_D/365) \quad (3)$$

其中 N_D 為日序。

水汽的寬帶吸收率， Aw 乃依據 Yamamoto (1962) 的經驗式來計算

$$Aw(y) = \frac{2.9y}{(1 + 141.5y)^{0.635} + 5.925y} \quad (4)$$

其中， y 為水汽的相當光程含量 (Relative Optical Path Length)，

$$y = W Mr \quad (5)$$

W 為經高度修正後的可降水量， Mr 為水汽相當光程 (Relative Optical Mass, $Mr = \sec Z$)。依據 AL-Jamal et al. (1983)，

$$W = W' \left(\frac{P}{1013.25} \right)^{0.75} \left(\frac{273}{T + 273} \right)^{0.5} \quad (6)$$

P 代表氣壓， T 代表溫度， W' 為可降水量。依據馮等 (1989) 的經驗式：

$$W' = \exp(0.2033 + 0.626T_d) \quad (7)$$

其中 T_d 為露點溫度。

臭氧的寬帶吸收率， A_{o3} ，乃依據 Lacis 和 Hansen (1974) 的經驗式來計算：

$$A_{o3}(x) = \frac{0.02118}{1 + 0.042x + 3.23 \times 10^{-4}x^2} + \frac{1.082x}{(1 + 138.6x)^{0.805}} + \frac{0.0658}{1 + (103.6x)^3} \quad (8)$$

(8) 式中第一項為可見光吸收項，第二、三項為紫外線吸收項。其中， x 為臭氧的相當光程含量， $x = U_{o3}M$ ， $U_{o3}M$ 為垂直臭氧含量。台北的月平均值使用於本文中（請閱馮等，1989，圖1）； M 為臭氧的相當光程，採 Rodgers (1967) 的經驗式：

$$M = \frac{35}{(1224 \cos Z + 1)^{0.5}} \quad (9)$$

此外，雷氏散射效應乃由 Lacis 和 Hansen (1974) 的經驗式估計

$$Rr = \frac{0.28}{1 + 6.43 \cos Z} \quad (10)$$

此外，馮等 (1989) 注意到 (1) 式無法考慮氣體垂直分佈的影響，乃與 Liou 和 Ou (1983) 的數值程式比較，以修正此效應，其結果為：

$$F_{g2} = F_{g1} \times Ev \quad (11)$$

F_{g2} 代表經垂直分佈修正後，晴空無懸浮微粒影響下的近地面全天空輻射通量， Ev 為修正函數：

$$Ev = 0.9159 + 0.0018256T_d - 0.032559U_{o3} + 0.0011503 \cos Z + 0.0018703Rg \quad (12)$$

此修正式相關係數達 0.99，有關之討論請詳閱馮等 (1989)。

此外，懸浮微粒對太陽短波同時具有米氏 (Mie) 散射和吸收兩種效應。馮等 (1989) 發現大氣混濁度 (turbidity) 和地面能見度呈負相關，由能見度等級區分方法，做出懸浮微粒的削弱經驗式，結果與 13 個晴天地面觀測比較，其均方根誤差約 $3.205 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ ，其經驗修正式為：

$$F_{g3} = F_{g2} \times A \quad (13)$$

F_{g3} 代表經懸浮微粒削弱修正後的晴空近地面全天空輻射通量， A 為修正函數：

$$A = a + b \cos Z \quad (14)$$

a ， b 為經驗係數，如表一。

表一 能見度分級下，各個能見度等級所對應的修正函數(馮等, 1989)。

能見度((Km)	修正函數
0- 5	$0.6861+0.1613*\cos Z$
5- 8	$0.6677+0.2413*\cos Z$
8-12	$0.6820+0.2745*\cos Z$
12-18	$0.7203+0.2579*\cos Z$
18-25	$0.7391+0.2568*\cos Z$
25-40	$0.8022+0.1876*\cos Z$

三、資料處理分析

本節說明資料來源資料檢定情形，與初步之雲對近地面輻射的影響分析。

資料取自中央氣象局八個測站的逐時太陽能和地面觀測資料(表二)。其中測定全天空輻射通量($\text{cal}/\text{cm}^2\text{-hr}$)的儀器為愛蒲利全天空輻射儀(Eppley Precision Pyranometer)。測定直達輻射通量($\text{cal}/\text{cm}^2\text{-hr}$)的儀器為愛蒲利直射輻射儀(Eppley Normal Incidence Pyranometer)。測定日照時數的儀器為康培司托克日照計(Campbell Stokes Sunshine Recorder)，該儀器當輻射強度在每分鐘每平方公分

面積上，小於0.3卡時或太陽仰角在三度以下時就無法感應。在本文中所用的地面日照率為一小時內地面觀測到的日照時數，其值由0至1。資料時間由1982年7月到1987年6月共5年。

首先去除不合理的資料，如

A類：地面全天空輻射量大於在大氣層頂的入射量；密雲且降水時全天空輻射通量大於晴天的全天空輻射通量；漫射輻射量小於0；及逐時地面日照率小於0或大於1的資料(表二)

B類：地面全天空輻射通量很小的資料(表二)。通常 $\cos Z < 0.2$ 或 $S < 0.2$ ，雖然這些資料的值很小，但資料數多，不可略去不計，所以吾人用一簡單的迴歸式或用平均值來估計它：

$$F = 24.624 \cos Z - 14.3496 \cos^2 Z \quad (15)$$

其平均偏差為 $0.36 \text{ cal}/\text{cm}^2\text{-hr}$ ，均方根差為 $3.82 \text{ cal}/\text{cm}^2\text{-hr}$ ，由於原始觀測值小，故誤差亦不大。

表三為剩餘的合理資料隨雲量的分佈比例，其中密雲($N = 10$)的發生比例最高；而碧空($N = 0$)的發生比例最低，所以台灣地區真是雲量高、晴日少，雲對太陽輻射的影響程度必是非常重要的。

其次選取八個測站完全晴空($N = 0, S = 1$)共1180個個案資料，再代入第2節的參數方程，計算出晴空下近地面的逐時全天空輻射通量(F_{g3})與當時地

表二 各測站5年的逐時資料數和資料濾除比例表中(1)項為A類資料，(2)項為B類資料(請參閱第三節說明)。

測站	台北	宜蘭	台中	花蓮	阿里山	台東	恆春	嘉義
北緯°	25.03	24.77	24.15	23.97	23.52	22.75	22.00	23.50
東經°	121.52	121.75	120.68	121.62	120.80	121.15	120.75	120.42
海拔(公尺)	8.0	7.4	83.8	17.6	2406.1	8.9	22.3	26.8
總資料數	18401	8822	19531	21649	7777	18040	10188	8549
濾除資料(1)數目 佔總資料數%	527 2.86	221 2.51	1415 7.24	3734 17.25	390 5.01	902 5.0	2454 24.09	99 1.16
濾除資料(2)數目 佔總資料數%	8377 45.52	4446 50.4	5892 30.17	8183 37.8	3173 40.8	5912 32.77	2381 23.37	2779 32.51
剩餘資料數	9497	4155	12224	9732	4214	11226	5353	5671

表三 各測站剩餘的合理資料數及其在各雲量的分佈比例。

測站	雲量 %	雲量										資料數	
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		10
台北		4.54	6.25	6.35	5.92	5.38	5.16	6.47	8.35	10.56	15.57	25.45	9497
宜蘭		6.06	9.43	7.00	6.64	5.56	4.69	6.69	6.67	10.20	7.8	29.24	4155
台中		8.76	7.37	6.18	5.77	5.55	6.41	8.26	9.08	12.29	12.38	17.96	12224
花蓮		2.29	9.58	7.48	6.81	6.61	6.85	6.81	8.62	10.23	13.17	21.54	9732
阿里山		6.17	5.51	7.88	5.46	7.07	4.65	9.66	6.53	17.20	9.66	20.22	4214
台東		0.0	12.04	7.47	6.11	6.63	5.82	6.64	9.7	12.38	17.79	15.42	11226
恆春		4.18	14.09	9.25	6.28	6.48	3.55	5.08	5.94	8.05	10.7	26.4	5353
嘉義		18.57	5.10	6.58	5.94	7.76	4.0	10.51	5.96	11.6	9.12	14.87	5671

面觀測的全天空輻射通量(F)比較(圖1(a), (b)), 平均約低估1.27 cal/cm²-hr (約佔觀測值的2.16%), 而輻射儀器的觀測誤差有1-2% (Fröhlich and London, 1986), 所以第2節參數方程的適用性應可以確定。

但是, 因測定日照時數的日照計對低輻射值無

法反應, 若將晴空($N = 0 - 1$)的近地面逐時全天空輻射通量估計值(F_{g3})乘上地面的逐時觀測日照率(S), 可發現當太陽在低仰角時($\cos Z < 0.5$)有明顯的低估現象(圖2(a)), 此低估值我們用一迴歸方程可將它修正回來(圖2(b))

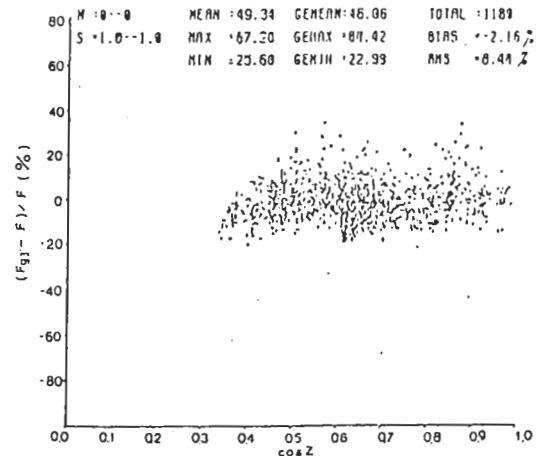
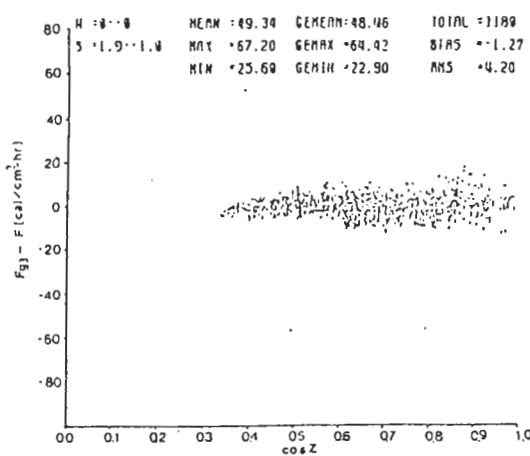


圖1 (a) 晴空下($N = 0, S = 1$), 近地面逐時全天空輻射通量的估計誤差隨 $\cos Z$ 的分佈。

F_{g3} : 估計值, F : 觀測值, Z : 太陽天頂角, N : 雲量, S : 日照率。

(b) 晴空下($N = 0, S = 1$), 近地面逐時全天空輻射通量的估計誤差隨 $\cos Z$ 的分佈。

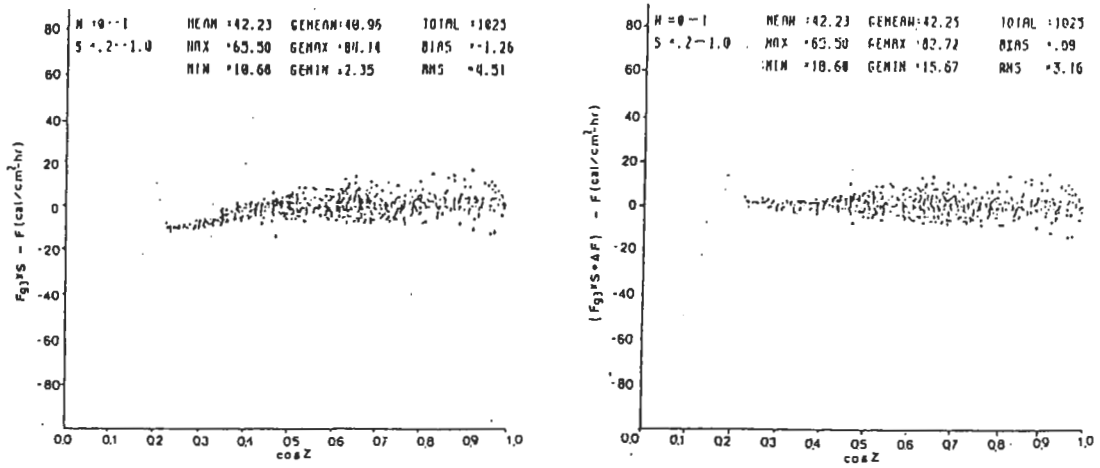


圖2 (a) 臺北測站，雲量0-1，近地面全天空輻射通量的估計誤差隨 $\cos Z$ 的分佈。
 (b) 臺北測站，雲量0-1，近地面全天空輻射通量的估計誤差隨 $\cos Z$ 的分佈。
 $\Delta F = 14.79 - 4.23 \cos Z + 0.385N - 12.44S$ 。 ΔF ：修正值， Z ：太陽天頂角，
 N ：雲量， S ：日照率。

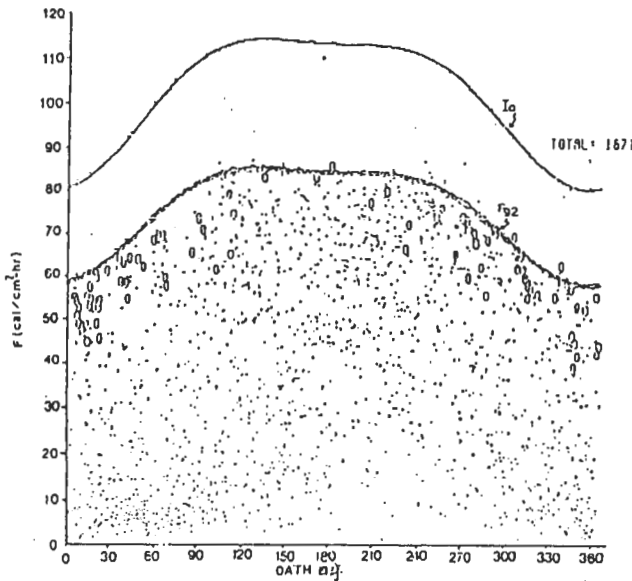


圖3 台北測站每日12時地面觀測的全天空輻射通量的年分佈。
 I_0 ：大氣層頂的入射輻射量(由(2)式求得)，
 F_{g2} ：晴空無懸浮微粒影響下地面的全天空輻射通量(由(1)式求得)。
 圖中符號：(o) 為 $N = 0 - 1$ (晴空) 時的觀測值， N ：雲量，
 (+) 為 $N = 2 - 9$ 時的觀測值，與
 (·) 為 $N = 10$ (密雲) 時的觀測值。

$$\Delta F = 14.79 - 4.23 \cos Z + 0.3851I - 12.44S \quad (16)$$

式中 ΔF 為修正值，其均方根誤差約 $3.16 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ ，平均偏差為 $0.09 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ 。

當然，當雲存在時全天空輻射勢必會被削弱。圖3為台北測站每日12時地面觀測的全天空輻射通量年分佈，可看出雲的削減效應遠大於其它氣體或懸浮微粒的作用，大致上雲量大時削減得多，雲量小時削減較少。基本上，在相同的雲量下，地面的全天空輻射通量會隨著太陽仰角的增加而增加，也隨著地面日照率的增加而增加；在相同的太陽仰角

和日照率下，地面全天空輻射通量大致隨著雲量的增加而減小。上述現象當太陽在高仰角及日照率大時明顯，而當太陽在低仰角或日照率小時較不明顯。圖4為台北測站平均地面全天空輻射通量、雲量和日照率的年變化，可看出長期平均而言，近地面的全天空輻射通量和地面日照率呈正相關，而和雲量呈負相關。所以在下一節的雲影響分析中吾人將由雲量和地面日照率等級區分下，來探討各雲類對全天空太陽輻射的定量影響下的近地面逐時全天空輻射通量的參數式。

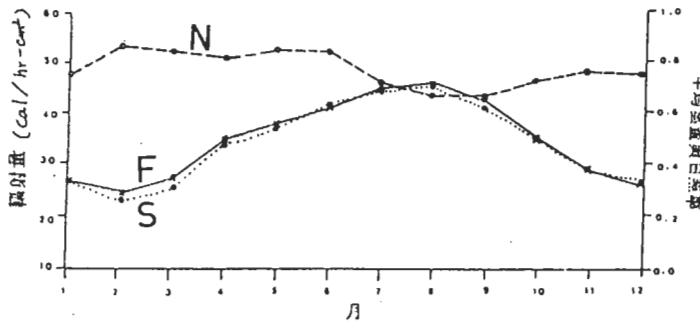


圖4 臺北測站，平均地面全天空輻射通量、雲量和地面日照率的年變化。
F：全天空輻射通量，N：雲量，S：日照率。

四、雲影響分析

雲對近地面逐時太陽能量的影響，反映在近地面觀測資料中的，就是會造成地面日照率(日照時間)減少，與使得地面有日照時的太陽輻射減弱。所以我們把雲對全天空輻射的削減分為兩部份：雲造成地面日照率減少的部份和地面有日照時雲對太陽輻射削弱的部份。

若不考慮日照率減少的部份，吾人將僅利用台北測站的資料，來探討各雲類對全天空輻射的影響程度。以下定義-晴空假設下各日照率應有的逐時近地面全天空輻射通量(Fg_4)：

$$Fg_4 = Fg_2 \times S \quad (17)$$

其中 Fg_2 為(11)式求出的晴空無懸浮微粒影響下的

近地面全天空輻射通量。至於不考慮懸浮微粒影響(13式)的原因，在於雲滴、雨滴和懸浮微粒間的多重散射效應非常複雜，而且雲對全天空輻射的削減效應遠大於懸浮微粒的作用，所以二者的效應將一併列入雲的影響來研究。另外， S 代表實際的逐時地面日照率。若假設觀測的逐時地面日照率能代表實際的逐時地面日照率(也就是假設日照計的靈敏度極高，即使極小的輻射量也能感應出來)，(17)式中的 S 代入有雲時的觀測地面日照率，與當時觀測到的地面全天空輻射通量(F)相減，便可得到相同日照率下，晴空和有雲時地面全天空輻射通量的差值(ΔFc)與比例值(Ec)

$$\Delta Fc = Fg_4 - F \quad (18)$$

$$Ec = \frac{\Delta Fc}{Fg_4} \quad (19)$$

所以 ΔF_c 可代表地面有日照時，雲對全天空輻射的削減大小， E_c 代表其削弱率。圖5為各雲量和地面日照率分級下， ΔF_c 隨太陽仰角變化的分佈。經詳細分析後，可得以下重點：

(1) 地面日照率小且太陽在低仰角時，即 $0.2 \leq S \leq 0.6$ ， $\cos Z \leq 0.5$ (圖5 (a)-(d))：

晴空應有的地面全天空輻射通量(F_{g_0})比有雲時地面觀測的全天空輻射通量(F)來得小($\Delta F_c < 0$)，這是完全不合理的現象，誤差的來源主要為觀測的地面日照率(S)對低輻射值無法反應，使觀測的地面日照率比實際應有的地面日照率來得低。

(2) 地面日照率小且太陽在高仰角時，即 $0.2 \leq S \leq 0.6$ ， $\cos Z > 0.5$ (圖5 (a)-(d))：

ΔF_c 隨太陽仰角的增加或雲量的增加

呈散佈狀，這現象可能和地面日照率的低估仍有關係。若將 ΔF_c 散佈範圍最大的資料($N = 9 - 10$ ， $\cos Z = 0.9 - 1.0$)取出，分析各雲削減(ΔF_c)間隔內在低雲量的發生頻率，發現地面觀測的總雲量大部份來自低雲量，即觀測時若有中、高雲也常被低雲所遮蓋，所以吾人只能由低雲類來分析雲對全天空輻射的影響。此外，分析各 ΔF_c 間隔內各低雲類(表四)的發生頻率，發現大部份為層積雲(S_c)，小部份出現積狀雲(C_u 或 C_b)。因觀測的地面日照率小，可判斷太陽位於雲上或在雲隙的可能性大，此與平均的直達輻射通量皆很小相符，所以地面的全天空輻射通量，主要來自雲滴、雨滴間多重散射或雲與雲之間多重反射到地面的漫射量。若 S_c 雲削減取其最大值(約 $30 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$)，並假設

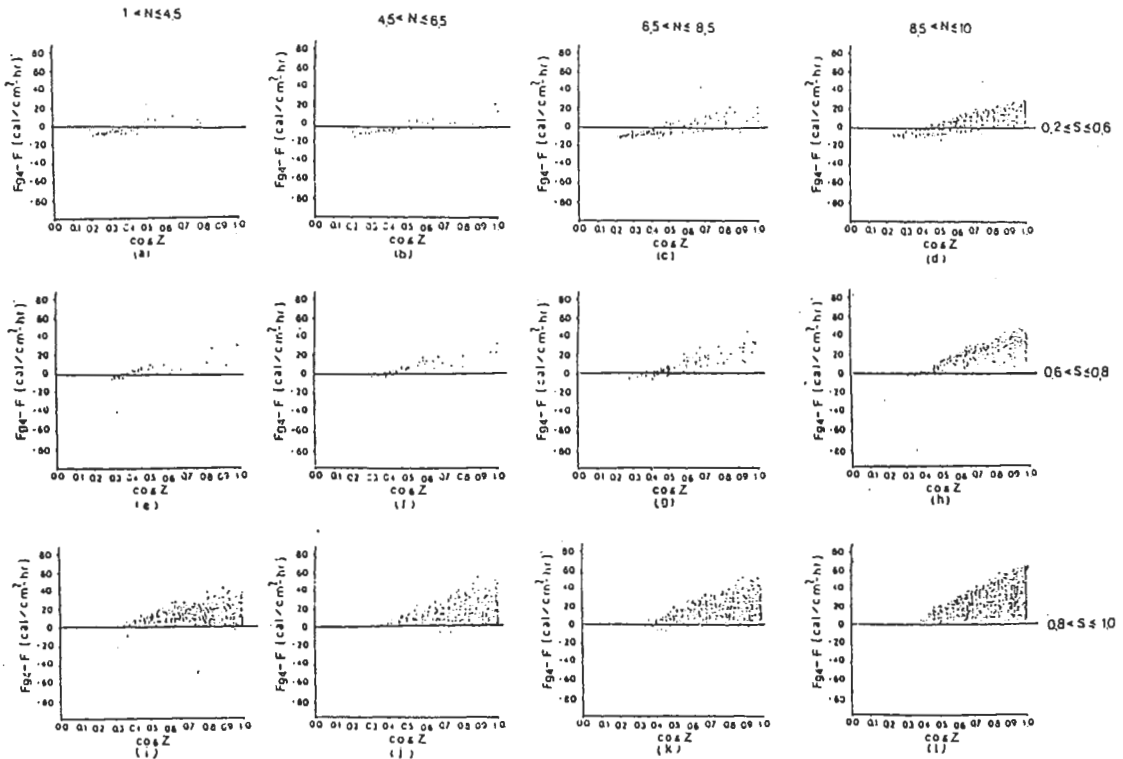


圖5 臺北測站，各雲量和日照率分級下，雲對全天空輻射的削減大小隨 $\cos Z$ 的分佈。

表四 低雲類(C_1) (採自中央氣象局測報手冊, 1972)。

C_1	說 明
1	C_u , 垂直發展不盛或異於惡劣天氣之碎積雲或兩者兼有
2	C_u , 垂直發展中度或甚盛
3	C_b , 上部並無清晰之纖維或條紋生成
4	S_c , 由積雲變衍而成
5	S_c , 非由積雲變衍而成
6	S_t , 或異於惡劣天氣之碎 S_t 或兩者兼有
7	惡劣天氣之碎層雲或碎積雲或兩者兼有
8	C_u 及 S_c 其雲式在各不同高度
9	C_b , 上部具有清晰之纖維或條紋

$S = 0.6$, $F_{g2} = 80 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$, 由(19)式可得
 S_c 雲的削弱率約63%。

- (3) 地面日照率介於0.6, 至0.8時(圖5(e)-(h))
:

當雲量愈多或太陽仰角愈大時, 雲的削減(ΔF_c)愈大。分析 ΔF_c 散佈範圍最大的資料($N = 9 - 10$, $\cos Z = 0.9 - 1.0$)發現當時大部份雲類為 S_c , 小部份為 C_u 或 C_b , 極小部份為 S_t 。 S_c 雲($C_1 = 5$)的削減可從5至45 $\text{cal/cm}^2\text{-hr}$, 變化之大可使地面的全天空輻射通量由50小至20 $\text{cal/cm}^2\text{-hr}$ 。在雲削減大時($\Delta F_c > 25 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$), 地面的全天空輻射通量主要來自漫射量, 可判斷太陽位在不透光 S_c 雲之上; 在雲削減量小時($\Delta F_c < 15 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$), 除漫射光外, 地面的直達輻射通量有明顯的增加, 加強了全天空輻射, 可見太陽可能位於雲隙中, 所以太陽位於雲上或雲隙是雲削弱量(ΔF_c)變化大的主要原因。假設 $S = 0.8$, S_c 雲削弱率(E_c)可從約16% (太陽在雲隙)至64% (在雲上)。

- (4) 地面日照率大時, 即 $0.8 \leq S \leq 1.0$ (圖5(i)-(l))
:

ΔF_c 隨太陽仰角的增加呈散佈狀, 雲量愈大時散佈的範圍愈大。由太陽在天頂附近的資料分析:

- (i) $N = 9 - 10$ 時: 在密雲下地面日照率仍如此大的原因來自雲下漫射光的增加, 大部份雲類為 S_c , 小部份為 C_u , C_b 或 S_t 。因觀測地面日照率較上述(3)的情況來得大, 太陽在雲上或雲隙對全天空輻射的影響變化很大, 所以當雲類為 S_c ($C_1 = 5$)時, 使地面觀測的全天空輻射通量變化, 可由25達80 $\text{cal/cm}^2\text{-hr}$ 。假設 $S = 1$, 太陽在雲上時, S_c 雲的削弱率約74%, C_u 雲的削弱率約65%, S_t 雲的削弱率約60%, C_b 雲的削弱率約77%; 而太陽在雲隙時, 地面的直達輻射通量顯著增加(可達31 $\text{cal/cm}^2\text{-hr}$), 漫射至地表的輻射也加強了(可達49 $\text{cal/cm}^2\text{-hr}$), 使得雲的影響很不明顯($\Delta F_c \approx 2 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$)。
- (ii) $N = 7 - 8$ 時: 大部份雲類為 S_c , 小部份為 C_u , C_b 或 S_t 。雲類 S_c 時, 地面觀測的全天空輻射通量的變化由29至82 $\text{cal/cm}^2\text{-hr}$ 。假設 $S = 1$, 太陽在雲上時, S_c 雲的削弱率約65%, C_u 雲的削弱率約56%, S_t 雲的削弱率約41%, C_b 雲的削弱率約66%; 而太陽在雲隙時如上述(i)所言, 雲的影響極小($\Delta F_c \approx 0$)。
- (iii) $N = 5 - 6$ 時: 大部份雲類為 C_u , 小部份為 C_b , 極少部份為 S_c 。雲類 C_u 時

，地面觀測的全天空輻射通量的變化，由28至85 cal/cm²-hr。假設 $S = 1$ ，太陽在雲上時， C_u 雲的削弱率約55%， C_b 雲的削弱率約56%；太陽在雲隙時 $\Delta F_c \doteq 0$ 。

(iv) $N = 2 - 4$ 時：大部份雲類為 C_u ，小部份為 C_b ，因雲量小於1/2，太陽位於無雲處機會較大，此時地面的直達輻射通量會超過漫射量，雲類為 C_u 時，地面的

觀測全天空輻射通量，可由44（太陽在雲上）至83（太陽在雲隙）cal/cm²-hr。假設 $S = 1$ ，太陽在雲上時， C_u 雲的削弱率約46%， C_b 雲約41%。

綜合上述，若太陽在天頂附近，假設 $F_{g2} = 80$ cal/cm²-hr，各低雲類對全天空太陽輻射的影響可歸納如下（表5）：

(1) 太陽位於雲邊或雲隙時：此時到達地面的直

表五 (a) 太陽在天頂 ($\cos Z = 0.9 - 1.0$)，各低雲類對全天空太陽輻射的影響，
(假設 $F_{g2} = 80$ cal/cm²-hr)。

低雲類 $C_i (1-9)$		雲量 $N(0-10)$	地面日照率 $S(0-1)$	平均地面全天空 輻射通量 $F(\text{cal/cm}^2\text{-hr})$	平均地面直 達輻射通量 $D_i(\text{cal/cm}^2\text{-hr})$	平均地面 漫射輻射通量 $D_f(\text{cal/cm}^2\text{-hr})$	雲的削弱 率 $\Delta F_i(\text{cal/cm}^2\text{-hr})$	雲的削弱率 $E_i(\%)$
積雲 C_u (1或2)	太陽在雲上	2-4	1.0	44.9	16.3	28.6	37	40
		5-6	1.0	40.1	10.2	29.8	44	55
		7-8	1.0	38.9	10.3	28.6	45	56
		9-10	1.0	27.2	1.2	26.0	52	65
	太陽在雲邊或雲隙	2-4	1.0	76.9	46.9	30.0	1	0.01
		5-6	1.0	77.7	42.7	35.0	2	0.02
		7-8	1.0	76.7	29.2	47.5	5	0.06
		9-10	1.0	79.2	15.0	64.2	2	0.02
層積雲 S_i (4或5)	太陽在雲上	7-8	1.0	30.0	0.5	29.5	52	65
		9-10	1.0	25.3	0.4	24.9	59	74
		9-10	0.8	22.3	0.7	21.6	*41	*64
		9-10	0.6	19.4	0.2	19.2	*30	*63
	太陽在雲隙	7-8	1.0	82.0	41.4	40.6	1	0.01
		9-10	1.0	80.7	31.1	49.6	2	0.02
		9-10	0.8	50.2	10.5	39.6	*10	*16
		層雲 S_i (6)	7-8	1.0	53.6	17.4	36.2	33
9-10	1.0	37.4	1.6	35.8	48	60		
9-10	0.8	24.4	2.1	22.3	*38	*59		
9-10	0.6	19.3	0.1	19.2	*28	*58		
積雨雲 C_b (3)	2-4	1.0	58.7	13.8	44.9	33	41	
	5-6	1.0	42.3	11.4	30.9	45	56	
	7-8	1.0	38.4	5.0	33.4	53	66	
	9-10	1.0	28.3	1.8	26.5	62	77	
	9-10	0.8	23.7	1.1	22.6	*44	*69	
	9-10	0.6	17.6	0.3	17.3	*33	*68	

*：表示雲的削弱未包含雲造成地面日照率減少的一部分

達輻射量應比漫射量來得大，如圖6 (a)-(1) 中 $D_i/D_f > 1$ 的情況，由表六(a) 可看出地面的直達輻射量明顯較大，相同地面日照率下，漫射量隨雲量增大而增加，因雲邊緣的反射可能加強地面的太陽輻射，在地面日照率大的時候，地面的全天空輻射通量幾乎和晴空時相當甚至超過，所以雲對全天空輻射的削弱效應變得微乎其微，可忽略之。以下將討論太陽位於雲上的情形。

(2) 積雲 Cu ($C_1 = 1$ 或 2)：觀測雲量 2-10 皆有日照率 100% 的情況，此時地面全天空輻射通量大多來自漫射量，直達輻射通量在雲量小(觀測上多為碎積雲)時，可達 $16\text{cal}/\text{cm}^2\text{-hr}$ ；隨著雲量增加而減小，可見 Cu 雲的發展，不僅在水平範圍上增廣，垂直

上也會變厚，使得雲對全天空輻射的削弱率隨雲量增加而增加，變化由 46 至 65% 以上。

(3) 層積雲 Sc ($C_1 = 4$ 或 5 時)：一般 Sc 雲的觀測雲量較大，但雲與雲之間的縫隙多，太陽若位在雲上，因雲的不透光性，使地面觀測的直達輻射通量極小(約 $0.5\text{cal}/\text{cm}^2\text{-hr}$)，地面的全天空輻射通量大多來自雲滴、雨滴間或雲與雲之間的多重散射而到達地面的漫射量，可使密雲下地面日照率達 100%。當漫射量變小時，地面日照率也降低。雲對全天空輻射的削弱率，可由 65 至 74% 以上。

(4) 積雨雲 Cb ($C_1 = 3$)：因第 3 節資料處理已將地面上有降水記錄的資料取出，所以此處 Cb 應為降水性弱的積雨雲。其觀測雲量 2-10 皆

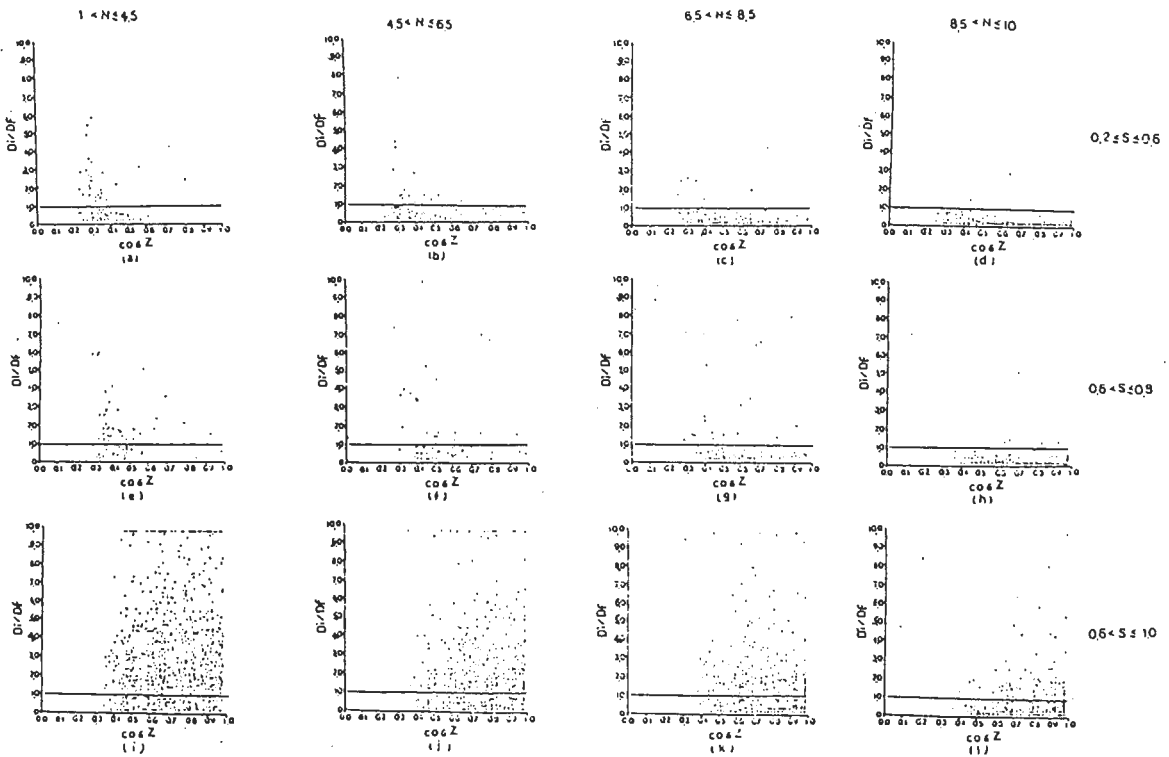


圖6 臺北測站，各雲量和日照率分級下，地面直達輻射量(D_i)與漫射量(D_f)的比值隨 $\cos Z$ 的分佈。

有，無論雲量的多少，地面的全天空輻射通量大多來自漫射量，並隨著雲量的增加而減小。密雲下地面日照率100%時，其漫射量與Cu, Sc的情形相當，約25-28 cal/cm²-hr。雲對全天空輻射的削弱率，可由41-77%以上。

(5) 層雲S_l (C₁ = 6)：觀測雲量一般較大，因雲

的不透光性，使地面的直達輻射通量較小，地面的全天空輻射通量大多來自漫射量，漫射量大是密雲時地面日照率大的主因，密雲下地面日照率也降低。雲對全天空輻射的削弱率約41-60%以上。

表5(b) 為由飛機觀測或由雲微物理參數式得到的雲輻射特性和上述各低雲類的削弱率大致相符。

表五 (b) 各種雲反射率和吸收率的觀測值和計算值(Liou, 1976)。

		Drummond and Hickey (1971)	Reynolds et al. (1975)	Liou (1976) (cosZ = 1)
S _l , C _u	反射率	47 ~ 56 %	37 ~ 42 %	45 ~ 67 %
	吸收率	—	12 ~ 36 %	6 ~ 9 %
A _s , A _c	反射率	40 %	—	56 %
	吸收率	15 %	—	15 %
C _b , N _s	反射率	—	66 %	78 %
	吸收率	—	31 %	19 %
C _i , C _s	反射率	20 %	47 ~ 59 %	—
	吸收率	—	13 ~ 15 %	—

五、參數方程式

5.1 有雲時近地面逐時全天空輻射通量的參數方程式

以上討論指出近地面的全天空輻射量和地面日照率及太陽仰角有正相關；和雲量有負相關。但是在有雲時，想僅利用地面觀測資料(雲量、雲類、日照時數)，來準確的計算出近地面的逐時全天空輻射通量是件困難的事，原因如下：

1. 日照時數的觀測對低輻射值($F < 0.3 \text{ cal/cm}^2\text{-min}$) 無法反應。

2. 雲量和雲類的觀測有人為主觀判斷在內，觀測時間為特定時間(每三小時一次)；而輻射量為每小時的累積值。

3. 由雲量和雲類觀測無法判斷雲是否介於太陽和觀測儀器之間，因陽光可能被一小塊雲所蔽，也可能由滿天裂雲的隙縫中穿透。

4. 由雲量和雲類觀測無法確定雲的厚度，雖然雲量、雲類相同，雲的透光性卻略有不同。

雖然如此，吾人仍希望能從這些觀測量最多，也最易取得的地面傳統觀測資料，來看看是否能求出誤差在可接受範圍內的地面全天空輻射量參數方

程，並瞭解它的誤差所在及它的適用性。因為若能發展成功此類參數方程式，其應用價值極廣，尤其在研究近地面能量收支平衡方面。

由第4節我們發現雲量低時，出現積雲的可能性高；雲量高時出現層雲或層積雲的可能性高；而雲是否介於太陽與觀測儀器之間，會使雲對全天空輻射的削弱率(E_c)變化頗大，這也是圖5(i)-(l)在 $\cos Z$ 愈大時，雲對全天空輻射削減(ΔF_c)可從零至極大的原因。這種 ΔF_c 的散佈現象，即使細分雲類也是無法改善的。所以吾人採用統計的方法，來修正雲的影響，假設：

$$\Delta F_c = A_{0i} + A_{1i} \cos Z + A_{2i} N + A_{3i} S \quad (20)$$

其中 ΔF_c 為相同日照率下，晴天和雲天逐時地面全天空輻射量的差值，可由(18)式求出。 Z 為太陽天頂角， N 為雲量(1-10)， S 為逐時日照率(0-1)。 A_{0i} 、 A_{1i} 、 A_{2i} 和 A_{3i} 為由台北測站5年的資料，求出的迴歸經驗係數，表六列出12組各雲量及日照率分級下(如圖6)所求出的係數值。在有雲的時候，我們將可由下面的參數方程來求近地面的逐時全天空輻

射通量：

$$F_{g5} = F_{g4} - \Delta F_c \quad (21)$$

F_{g5} 代表有雲時，近地面的逐時全天空輻射通量估計值。 F_{g4} 代表考慮了日照率減少部份後，晴天應有的地面全天空輻射量，可由(17)代入有雲時觀測到的逐時日照率求出。 ΔF_c 代表有日照時雲對地面全天空輻射的削減大小，可由(20)式代入有雲時觀測到的逐時雲量、日照率及當時的太陽天頂角求得。而雲的總削弱率為：

$$E = 1 - \frac{F_{g5}}{F_{g2}} \quad (22)$$

其中 F_{g5} 如(21)式所求， F_{g2} 可由(11)式得到。 F_{g5}/F_{g2} 為有雲近地面全天空輻射通量估計值，佔晴空無懸浮微粒影響下，近地面全天空輻射通量估計值的比例，可代表雲的透射率。

5.2 參數方程式的應用研究

取台北測站有雲的資料，區分雲量和地面日照率，由第5.1節的參數式，求出有雲時近地面的逐

表六 各雲量和日照率分級下的雲削減迴歸係數，

$$\Delta F_c = A_{0i} + A_{1i} \cos Z + A_{2i} N + A_{3i} S。$$

i	雲 量	日 照 率	A_0	A_1	A_2	A_3	樣本數
1	1 < N ≤ 4.5	0.2 ≤ S ≤ 0.6	-17.619	20.873	0.033	11.710	125
2		0.6 < S ≤ 0.8	-21.235	34.029	0.041	10.543	84
3		0.8 < S ≤ 1.0	-11.727	5.830	1.446	12.072	1466
4	4.5 < N ≤ 6.5	0.2 ≤ S ≤ 0.6	-21.061	25.707	0.292	12.544	97
5		0.6 < S ≤ 0.8	-20.926	32.887	-1.548	23.910	75
6		0.8 < S ≤ 1.0	-11.141	16.197	1.535	3.047	932
7	6.5 < N ≤ 8.5	0.2 ≤ S ≤ 0.6	-25.208	22.111	0.416	22.138	233
8		0.6 < S ≤ 0.8	-29.395	46.768	-0.224	17.497	125
9		0.8 < S ≤ 1.0	-24.001	25.489	2.523	2.069	1437
10	8.5 < N ≤ 10	0.2 ≤ S ≤ 0.6	-47.059	31.546	1.610	38.903	976
11		0.6 < S ≤ 0.8	-75.301	52.165	2.886	40.051	538
12		0.8 < S ≤ 1.0	-78.497	42.848	7.826	-3.021	2379

時全天空輻射通量(F_{gs})與觀測的地面全天空輻射通量(F)比較(圖7)。當地面日照率小或太陽在低仰角時,其估計值的均方根誤差皆小於 $5 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$,而當地面日照率大且太陽在正天頂時的誤差最大,約 $\pm 20 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$,其誤差來源如第4節所述為太陽位於雲上或雲隙所造成。分析為誤差範圍最大的情況(圖7(h)-(l), $\cos Z = 0.9 - 1.0$ 的部份)下,各誤差間隔在各低雲類的平均地面逐時直達輻射通量。吾人發現以 St ($C_1 = 6$)雲的誤差範圍最小,而以 Sc ($C_1 = 4$ 或5)雲的誤差範圍最大,原因可能在於 Sc 雲結構的雲隙較多之故。由平均的直達輻射通量可看出,當地面直達輻射通量小(太陽在雲上)時有高估現象;而當地面直達輻射通量大(太陽位於雲隙或無雲處)時有低估現象。

分析台灣地區八個測站5年的低雲類分佈(圖8),以 Sc 雲發生的概率最大,所以若由第5.1節的參數式估計有雲時近地面的逐時全天空輻射通量,仍

會有上述的誤差。圖9a為取八個測站5年共99453個逐時地面資料,經第2節和第5.1節的參數方程,求得的近地面逐時全天空輻射通量估計值(F_{est}),與當時地面觀測的全天空輻射通量(F)比較,平均約低估了 $0.65 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$,其均方根誤差約 $6.9 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$ 。根據Dobson和Smith(1988)測試多種估計近地面逐時全天空輻射通量的經驗參數式,發現能達到的最佳均方根誤差為 80 Wm^{-2} ($7.0 \text{ cal/cm}^2\text{-hr}$),所以第2節和第5.1節的參數式適用性應是可以確定的。而當地面日照率大且太陽仰角大時的高誤差現象,前面已討論過,乃由於無法知道太陽是在雲上或雲隙所造成的,對於雲是否介於太陽和觀測儀器之間,僅由傳統的觀測資料中並無法判斷。但,若以一段時間而言,太陽落於雲上或雲隙的機會應該相當,所以應可藉著一段時間的平均來降低其誤差。

將上述(圖9a)的近地面逐時全天空輻射通量做月平均($\overline{F_{est1}}$),和地面觀測值的月平均(\overline{F})比較(圖

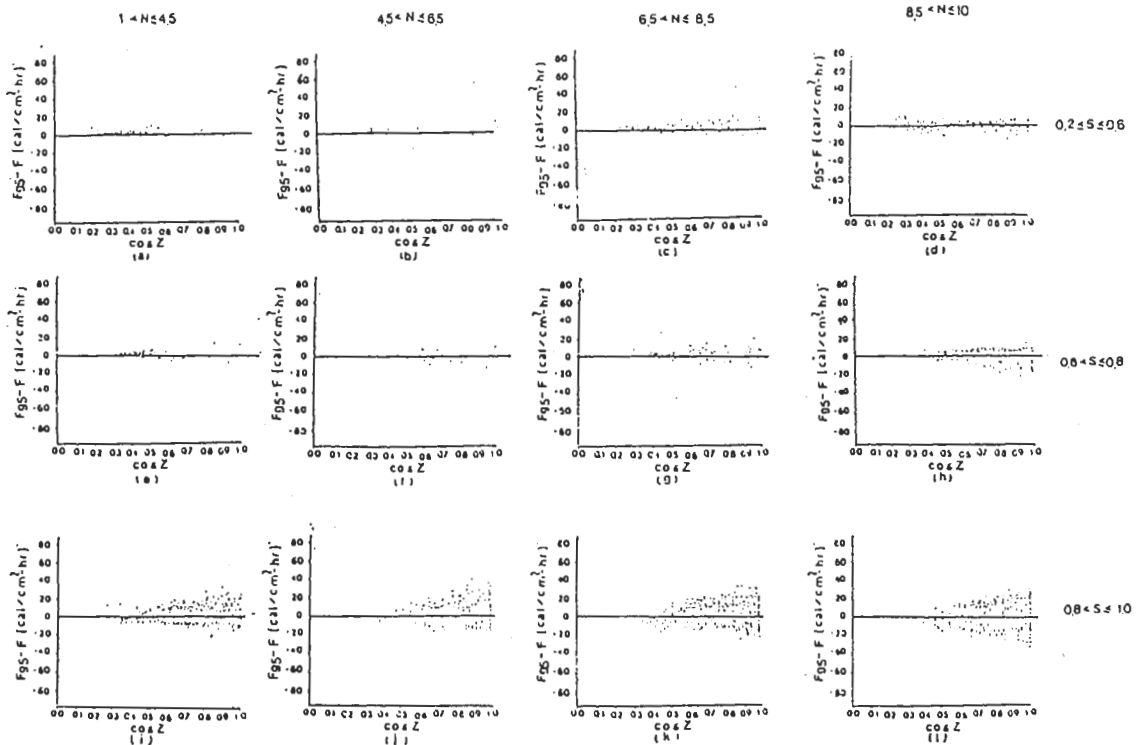


圖7 臺北測站,各雲量和日照率分級下,有雲時近地面全天空輻射通量的估計誤差隨 $\cos Z$ 的分佈。

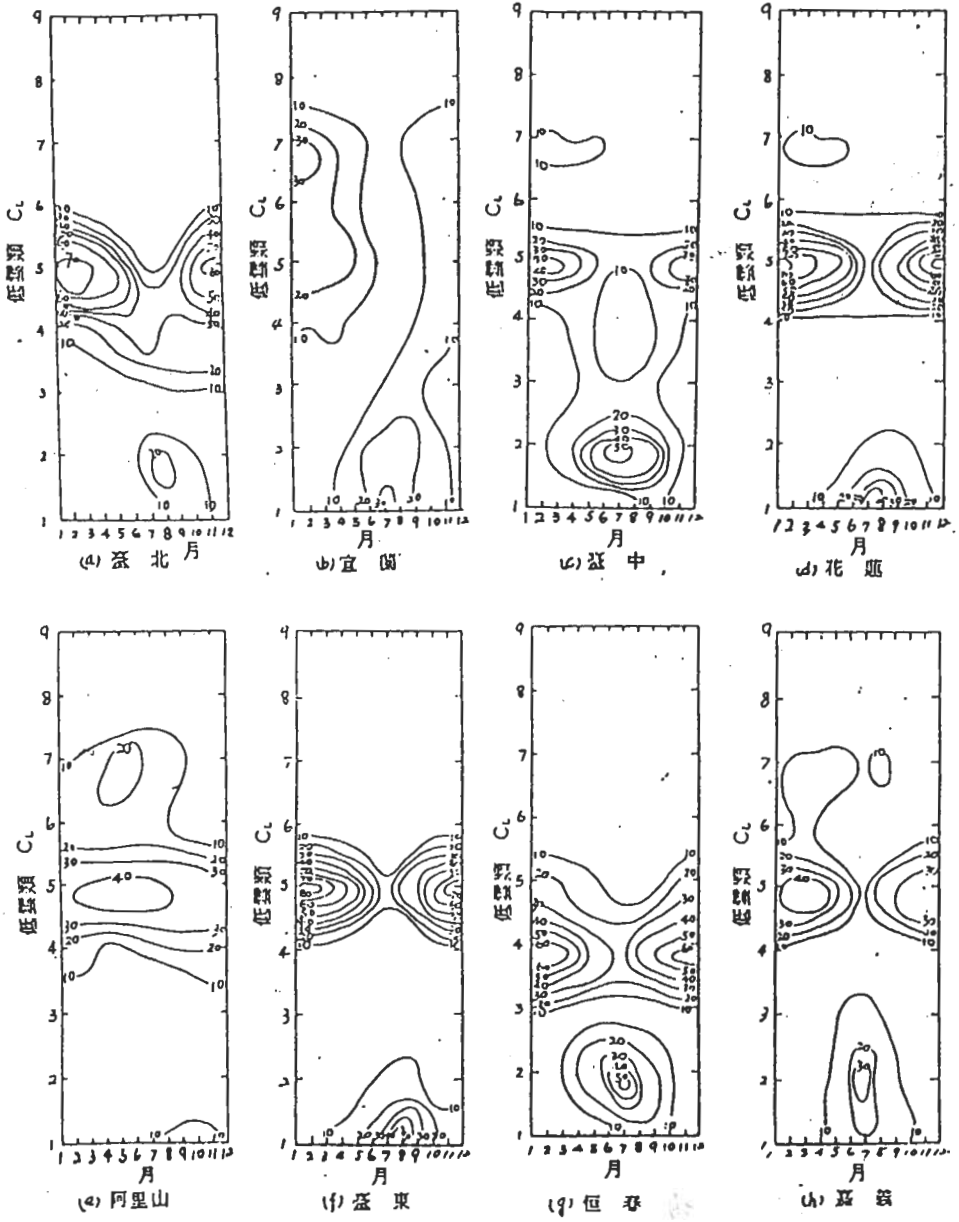


圖8 各測站1982至1987年，雲存在時各低雲類(C_L)的發生概率。

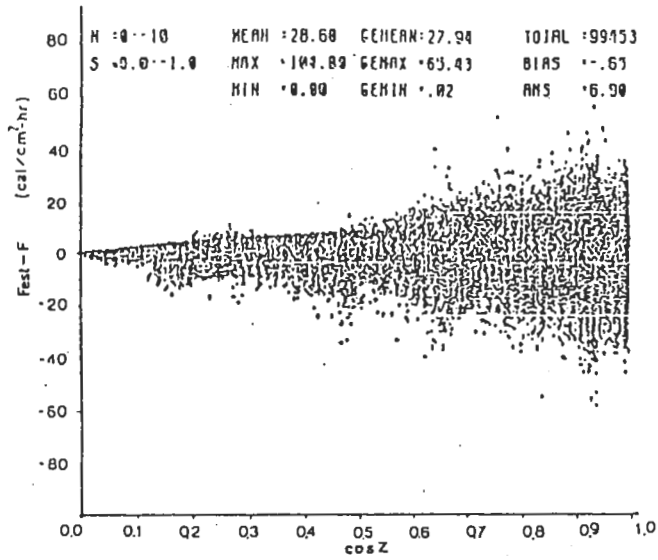


圖9 (a) 近地面全天空輻射通量的估計誤差隨 $\cos Z$ 的分佈。
 F_{est} : 估計值, F : 觀測值, Z : 太陽天頂角。

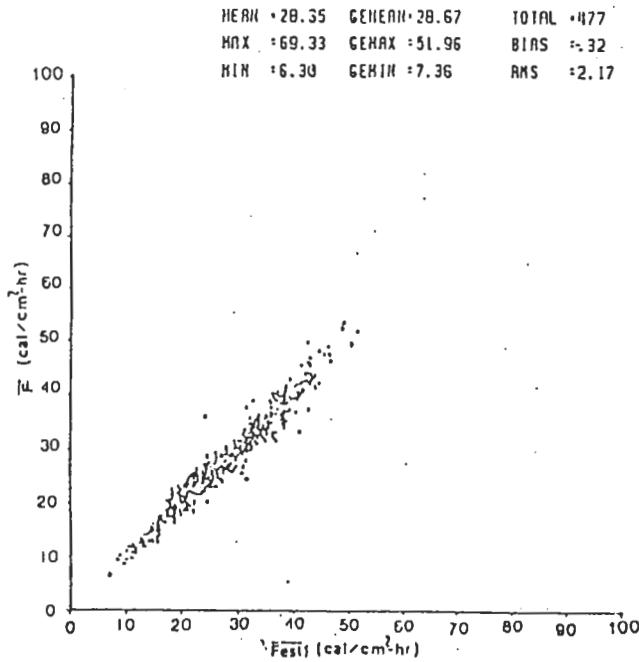


圖9 (b) 月平均地面全天空輻射通量觀測值(\bar{F}) 與估計值(\bar{F}_{est1}) 的分佈。

9b), 證實了月平均後的近地面逐時全天空輻射通量估計誤差降低了很多, 其均方根誤差降低為2.17 cal/cm²-hr, 而且不再隨太陽仰角增加而放大。圖

10中實線為 \bar{F} 的年變化, 虛線為 $\overline{Fest_1}$ 的年變化, 發現月平均的近地面逐時全天空輻射通量估計值能完全的把各測站的年變化特徵表現出來。

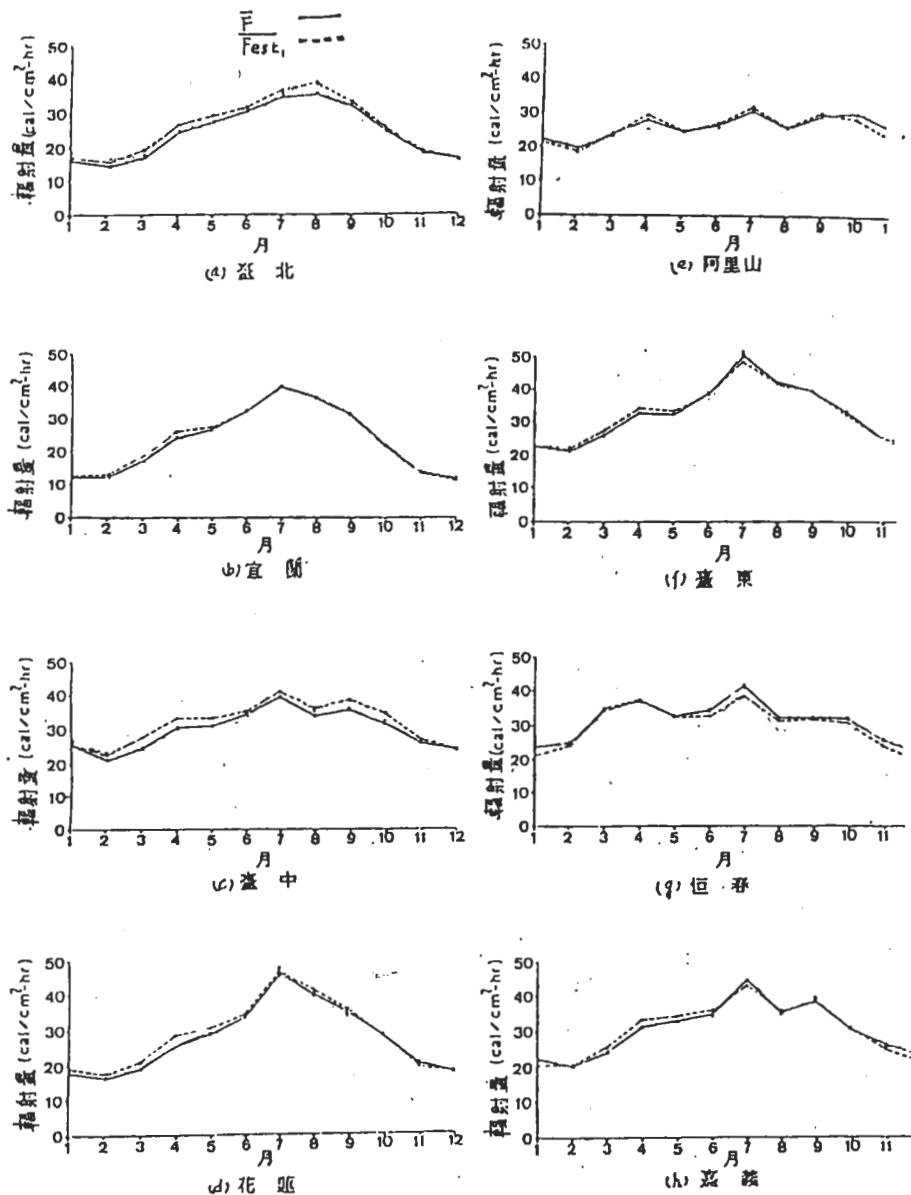


圖10 各測站月平均地面全天空輻射通量觀測值(\bar{F}), 月平均地面全天空輻射通量估計值($\overline{Fest_1}$)。

六、結果討論

本文研究爲了瞭解各雲類對全天空太陽輻射的影響，曾區分各雲量和地面日照率等級，對各低雲類削減全天空輻射的大小做了詳盡的討論，並建立一計算近地面逐時全天空輻射通量的參數方程。由此吾人可得到下列幾項結果：

1. 有低雲存在時，太陽若位於雲上時，至少可削減40%的全天空太陽輻射，造成地面的全天空輻射通量明顯降低。各低雲類對全天空輻射的削減和雲量及雲的透光性有明顯的關係。原本已很小的地面直達輻射通量，因雲量增加而更小。當雲量增加時，地面漫射量會略爲減少，然而漫射量是造成雲下地面日照率100%的主因。
2. 由參數方程估計的晴空下近地面全天空輻射通量和地面觀測資料，定義出地面有日照時雲對全天空輻射的削弱率，獲得太陽在天頂附近時，各低雲類對全天空輻射的削弱率，積雨雲(*Cb*)可由41至77%，層雲(*St*)可由41至60%，積雲(*Cu*)由46至65%，層積雲(*Sc*)由65至74%。和飛機觀測或雲微物理參數式得到的結果相似。
3. 太陽若位於雲隙、雲邊或有雲天空的無雲處時，漫射量的加強可抵銷部份被削弱的直達輻射，使得雲對全天空輻射通量削減的影響微乎其微，可忽略之。
4. 所建立的近地面逐時全天空輻射通量的參數方程，對晴空下的估計均方根誤差約3.16 cal/cm²-hr；對雲存在時的估計均方根誤差約6.9 cal/cm²-hr，此與Dobson和Smith(1988)的結果相符。
5. 由於傳統地面觀測資料無法判斷雲是否介於太陽與觀測儀器之間，是造成近地面逐時全天空輻射參數方程的主要誤差來源。在雲量小或日照率低時，均方根誤差在5 cal/cm²-hr以內；在雲量大且太陽仰角高時偏差可達±20 cal/cm²-hr；當太陽在雲隙時會低估，太陽

位在雲上時會高估。此估計誤差可由一段時間的平均來改善，月平均的近地面逐時全天空輻射估計均方根誤差降爲2.17 cal/cm²-hr，且能完全將各測站的年變化特徵表現出來。

誌謝

作者們感謝中央氣象局提供輻射資料，賴美峰小姐打字與校稿。此項研究是在國科會研究計劃NSC79-0202-M002-19支持下完成。

參考文獻

- 中央氣象局，1972：氣象測報手冊，176pp。
- 柳中明、歐思真，1988：雲對大氣輻射場影響之數值模擬。大氣科學第16期，409-434。
- 馮欽賜，柳中明，沈秀蓉，1989：懸浮微粒衰減全天空太陽輻射之研究。大氣科學第17期。
- Al-Jamel, K., S. Ayyash, M. Rasas, S. A. Aruri, and N. Shaban, 1987: Atmospheric turbidity in Kuwait. *Atmospheric environment*, 21, 1855-1859.
- Ångström, A. K., 1924: Solar and terrestrial radiation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 50, 121-125.
- Atwater, M. A., and J. T. Ball, 1978: A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations. *Solar Energy*, 21, 163-170.
- Atwater, M. A., and J. T. Ball, 1981: A surface solar radiation model for cloudy atmospheres. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 878-888.
- Budyko, M. I., 1963: Atlas of Heat Balance of the World. *Glabnaia Geofiz. Observ. Also, Guide to the Atlas of the Heat balance of the Earth*, Transl. by I. A. Donehoo, U. S. Wea. Bur., WB/T-106, Washington, DC.
- Carpenter, K. M., 1982: Note on radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area nu-

- merical models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 108, 717-719.
- Dave, J. V., and Z. Canosa, 1974: A direct solution of the radiative transfer equation: application to atmospheric models with arbitrary vertical nonhomogeneities. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1089-1101.
- Dobson, F. W., and S. D. Smith, 1988: Bulk models of solar radiation at sea. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 165-182.
- Drummond, A. J., and J. R. Hickey, 1971: Large-scale reflection and absorption of solar radiation by clouds as influencing earth radiative budgets. New aircraft measurements. Preprints Int. Conf. Weather Modification, Canberra, Amer. Meteor. Soc., 267-276.
- Duffie, J. A., and W. A. Beckman, 1980: *Solar Engineering of Thermal Processes*. Wiley, New York, 762pp.
- Fröhlich, C., 1987: Variability of the solar "constant" on time scales of minutes to years. *J. Geophys. Res.*, 92, 796-880.
- and J. London, 1986: revised instruction Manual on radiation instruments and measurements. World Meteorological Organisation, Geneva. WCRP Pub. Ser. 7.
- Kelly, P. M., P. D. Jones, T. M. L. Wigley, R. S. Bradley, H. F. Diaz, and C. M. Goodess, 1984: The extended northern hemisphere surface air temperature record: 1951-1984, paper presented at conference on Climate Variations, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen, 1974: A Parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Liou, K. N. 1976: On the absorption, reflection and transmissim of solar radiation in cloudy atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 33, 798-805.
- , 1980: *An Introduction to Atmospheric Radiation* Academic press, 392pp
- , and S. C. Ou, 1983: Theory of equilibrium temperature in radiative-turbulent atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 40, 214-229.
- , and G. D. Wittman, 1979: Parameterization of the radiative properties of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1261-1273.
- , and Q. Zheng, 1984: A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1513-1535.
- Paltridge, G. W., and C. M. R. Platt, 1976: *radiative Processes in meteorology and Climatology*, elsevier.
- Ramanathan V., 1988: The greenhouse theory of climate change: a test by an Inadvertent Global experiment. *Science*, Vol., 240, 293-299.
- Reynolds, D. W., T. H. Vonder Haar, and S. K. Cox, 1975: The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere. *J. Appl. Meteor.*, 14, 433-444.
- Rodgers, C. D., 1976: *Approximate Methods of calculating Transmission by bands of Spectral Lines*, NCAR Tech. Note NCAR/TN-116+LA, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. North America, 48pp.
- Sasamori, T., 1972: a linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative dissipation. *J. Meteorol. Soc.*, Japan, 50, 505-517.
- Schiffer, R. A., and W. B. Rosson, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the world climate research program. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*,

64, 779-784.

———, and W. B. Rosson, 1985: ISCCP global radiance data set: A new resource for climate research Bull. Amer. Meteor. Soc., 66, 1498-1505.

Stephens, G. L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2123-2132.

Wong, V. C., Zach, J. W., Kaplan, M. L., and Chuang, S. L., 1983: a numerical investigation of the effects of cloudiness on mesoscale atmosphere circulation. Reprint AMS 5th conf on Atmos Radiation, Oct. 31-Nov. 4, 1983.

Yamamoto, G., 1962: Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. *J. Atmos. Sci.*, 19, 182-188.

Cloud Effect on the Ground-Measured Downward Global Solar Flux:
Analysis and Parameterization

C. M. Liu¹ S. L. Shen² S. T. Feng²

¹Department of Atmospheric Sciences,
National Taiwan University

²Central Weather Bureau

(manuscript received 28 February 1990; in final form 11 March 1990)

ABSTRACT

This paper analyzes the cloud effect on the ground-measured global solar flux, through analyzing the data collected by the Central Weather Bureau during 1982-1987. The results show that the attenuation effect by cloud is far more efficient than those of gas or aerosols. While, for noontime case, the attenuation coefficient of Cb is 0.41-0.77, St 0.41-0.60, Cu 0.46-0.65 and Sc 0.65-0.74. These results are quite close to those observed by others. Meanwhile, a parameterization scheme is developed to estimate the surface global solar flux. For clear sky, the rms is 3.16 cal/cm²-hr, and for cloudy sky 6.9 cal/cm²-hr.

Errors are resulted from the unawareness of the physical blocking of sunlight by cloud. However, for monthly-mean case, the rms is 2.17 cal/cm²-hr.

Key Words: Cloud; Solar Radiation; Parameterization.